

駿河湾における生物起源珪素の分布と溶解過程

羽田 彩¹・鈴木 款²

Distribution and dissolution process of biogenic silica in the Suruga Bay

Aya HANEDA¹ and Yoshimi SUZUKI²

Abstract Distribution and dissolution process of biogenic silica (BSi) were investigated in the Suruga Bay. BSi concentration in the upper 200 m changed seasonally and ranged from 0.06 to 0.82 $\mu\text{mol}/\ell$. Vertical distribution of BSi had some peaks and marked the minimum concentration at 200-300 m. BSi concentration increased with depth below 200-300 m. In the dissolution experiments of BSi using natural seawater, BSi concentration decreased more slowly than particulate organic carbon (POC). BSi dissolved most intensively in the surface water (20 m), following the seawater taken at 150 m and 800 m. Dissolution rate constant of BSi varied among the sampling periods, and the values during the first 14 days ranged from 0.026 to 0.052 day^{-1} as for the surface water. Rate constant of BSi dissolution and POC degradation had similar seasonal variations under the same temperature. This result suggests that dissolution of BSi would be regulated not only by temperature but also by degradation of POC, that is, bacterial degradation of organic matrix in diatom cells. Our estimation of dissolved BSi via biological process accounts for 46-47% of total dissolution over 70 days in the surface water. This suggests that much of the BSi dissolution would be biologically mediated in marine environment.

Key Words: biogenic silica, organic carbon, dissolution rate constant, biological dissolution, Suruga Bay

緒言

現在、深刻な問題となっている地球温暖化を考える上で、海洋の炭素固定能力が注目されている。海洋は、地球上で最大の炭素リザーバーの一つである(鈴木, 1997)。海洋の炭素固定能力および炭素を含めた物質循環を明らかにする上で、有光層における一次生産を把握することが欠かせない。植物プランクトンが一次生産を行うためには、硝酸、亜硝酸、アンモニア、リン酸、珪酸などの主要栄養塩類や微量元素が必要である。珪酸は、珪藻や珪質鞭毛藻など一部の植物プランクトンにとって必須栄養塩であるが、珪藻は温帯域や高緯度域など広範囲にわたって優占的に存在している(Lalli & Parsons, 1996)ことから、海洋における珪酸の挙動を知ることは重要である。さらに植物プランクトンでは、その生産に必要な物質が水中に含まれ、

物理的条件が整っている時、まず珪藻類が増殖し、続いて渦鞭毛藻類へと変遷していくと言われており(角皆ほか, 1983)、このような変遷を理解するためにも珪酸を含めた珪素の循環を知ることが必要である。

表層における珪酸の供給プロセスとして、鉛直混合による深層からの供給や河川からの流入とともに表層での再生が重要である(Treguer *et al.*, 1995)。よって珪酸の再生、つまり珪藻の殻などの溶解を定量的にすることは重要である。珪藻はすべて、外部骨格である被殻を有するが、これはシリカでできた二つの背殻(外殻と内殻)からなり(Lalli & Parsons, 1996)、この珪質成分を生物起源珪素, biogenic silica (BSi) という。Nelson *et al.* (1995) は、有光層で生産された生物起源珪素の少なくとも50%が100 m以浅で溶解すると報告しており、珪素の循環の中で、海洋表層における生物起源珪素の溶解とその要因が近年注目されている。

¹ 静岡大学大学院理工学研究科, 〒422-8529 静岡市大谷 836

¹ Graduate School of Science and Technology, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka 422-8529, Japan

E-mail: ayayah@hotmail.com

² 静岡大学理学部地球科学教室 〒422-8529 静岡市大谷 836

² Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka 422-8529, Japan

珪酸の分布は、有機物の分解ともなって再生する硝酸、リン酸とは明らかに異なり、酸素極小層以深においても深度とともに増加する傾向を示す(鎌谷, 1976). このことから、従来、生物起源珪素の溶解は物理、化学的なプロセスによると考えられていた. 例えば、生物起源珪素の溶解は、圧力が大きいほど (Spencer, 1983), また水温が高いほど (Kamatani, 1982) 促進される. その他に生物起源珪素の溶解には、環境水中の珪酸濃度 (Van Cappellen & Qiu, 1997), 珪藻の種組成 (Treguer *et al.*, 1989), 殻の形態と構造 (Kamatani *et al.*, 1980), 従属栄養生物による捕食 (Jacobson & Anderson, 1986) などが影響していると考えられている. また、近年、Bidle & Azam (1999) は、バクテリアの有無によって珪藻の殻の溶解量が異なることを明らかにし、バクテリアが珪藻の殻の溶解を促進しているということを実験的に示した. さらにバクテリアの種組成 (Bidle & Azam, 2001), そして珪藻の有機質質に対するバクテリアの細胞外酵素活性 (Bidle *et al.*, 2002) が生物起源珪素の溶解に影響することが報告されている. このように生物起源珪素の溶解には、物理、化学的なプロセスに加えて、生物学的なプロセスの影響も考慮する必要がある. しかし、生物起源珪素の溶解に関するこれまでの研究は無菌培養した珪藻株を用いた実験であるため、海洋における生物起源珪素の溶解を正確に再現しているかは不明である. 海洋現場での生物起源珪素の溶解メカニズムをより正確に理解するためには、海洋現場での珪素の時空間的分布を把握するとともに、天然海水を用いて生物起源珪素の溶解を調べる必要がある. よって本研究では、駿河湾において生物起源珪素の鉛直分布を調べると同時に、海水中での溶解特性を調べ、さらに溶解に関わる要因を考察することを目的とした. そのアプローチとして、天然海水をそのまま用いた溶解実験を採水の深度と季節を変えて行い、生物起源珪素の経時変化を調べた. その際、生物起源珪素の溶解との関連性を調べるために、有機物量の経時変化も調べた. その上で生物起源珪素の溶解に関わる要因を考察し、さらに、溶解全体に対する生物学的なプロセスの寄与を算出した.

方法

観測

図1に駿河湾における観測点 St. 2 (34° 51' N, 138° 38' E, 水深約 1,600 m) を示した. 観測は2002年の2/21, 5/15, 7/23, 9/19, 11/19 の計 5 回、静岡県水産試験場の調査船、駿河丸にて行った.

採水には、10ℓニスキンボトルを 12 本取り付けた CTD-キャセロールマルチサンプラーを使用した. 採取した海水をサンプルごとに取り分ける際に用いたボトルおよび実験器具類は全て、5%エキストラ MA-02 (MERCK 社製) と 3~4N 塩酸で洗浄したものを使用した.

生物起源珪素 (BSi) については、海水をニスキンボトルから 3ℓポリエチレンボトルに採取し、ただちに船内の実験室で、直径 47 mm のポリカーボネイト製メンブレンフィルター (孔径 0.4 μm, ADVANTEC 社製) を用いて 2~3ℓろ過し、フィルター上に捕集した. ろ過済みのフィルターは分析まで -30℃で保存した.

粒子状有機炭素 (POC) についても同様に、海水を 5ℓ

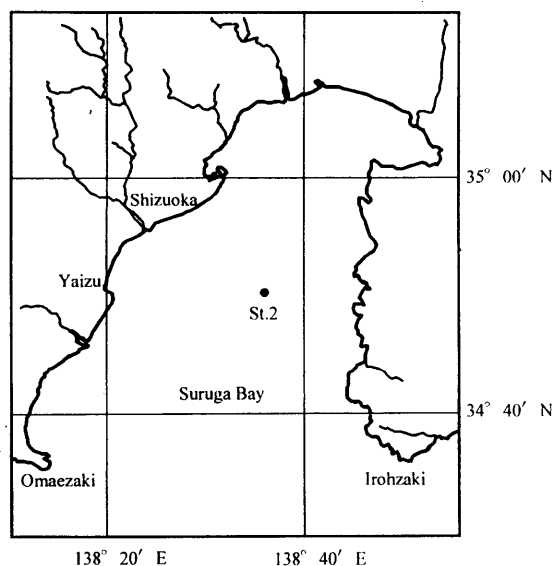


図1 駿河湾における観測点 (St. 2) の位置.

Fig. 1 Location of the sampling station (St. 2) in the Suruga Bay.

プラスチックボトルに採取し、直径 47 mm のガラス繊維フィルター (GF75, ADVANTEC 社製) を用いて 3~5ℓろ過し、フィルターを -30℃で保存した. GF75 は、あらかじめ 540℃で 4 時間燃焼処理をした.

クロロフィル a (Chl. a) については、海水を褐色の 1 ℓプラスチックボトルに採取し、燃焼処理をした直径 25 mm の GF75 を用いて 300 ℓろ過を行い、N,N-ジメチルホルムアミド (DMF) を加え Chl. a を抽出し、分析まで -30℃で保存した.

生物起源珪素の溶解実験

7, 9, 11 月に、深度別に 3 層について溶解実験を行った. 試水は、ニスキンボトルから 10ℓポリカーボネイトボトルに採取し、採水した深度の水温に近い温度として 20 m と 150 m の試水は 20℃, 800 m の試水は 4℃に設定したインキュベーター内で、暗条件下で、約 70 日間静置した. ボトルは 3 層についてサブサンプリングの回数に相当する個数を用意し、サブサンプリングごとにボトルを空けていく方式をとった. この方式を採用した理由は、一回のサブサンプリングに必要な海水試料が大容量であることと、実験期間中の海水試料の容量を一定にするためである. 経時変化を調べるために BSi と POC の分析用試料についてサブサンプルを定期的に採取した.

分析

BSi は Paasche (1973) の抽出法に基づいて、アルカリ溶液による加水分解によって溶出させ、生じた $\text{Si}(\text{OH})_4$ をモリブデンブルー法によって測定した. 加水分解は、-30℃で保存しておいたフィルターサンプルを耐熱、耐圧性の 50 ml ポリプロピレンボトルに入れ、0.04 mol/l 水酸化ナトリウム水溶液 20 ml を加え、これを 105℃で 60 分間オートクレーブして行った. この溶液を室温まで冷まし、0.5 M-硫酸 1 ml を加え pH を調整した後、 $\text{Si}(\text{OH})_4$ 濃度をオートアナライザー TRAACS 2000 (BLAN+LUEBBE 社製) で測定した. BSi の

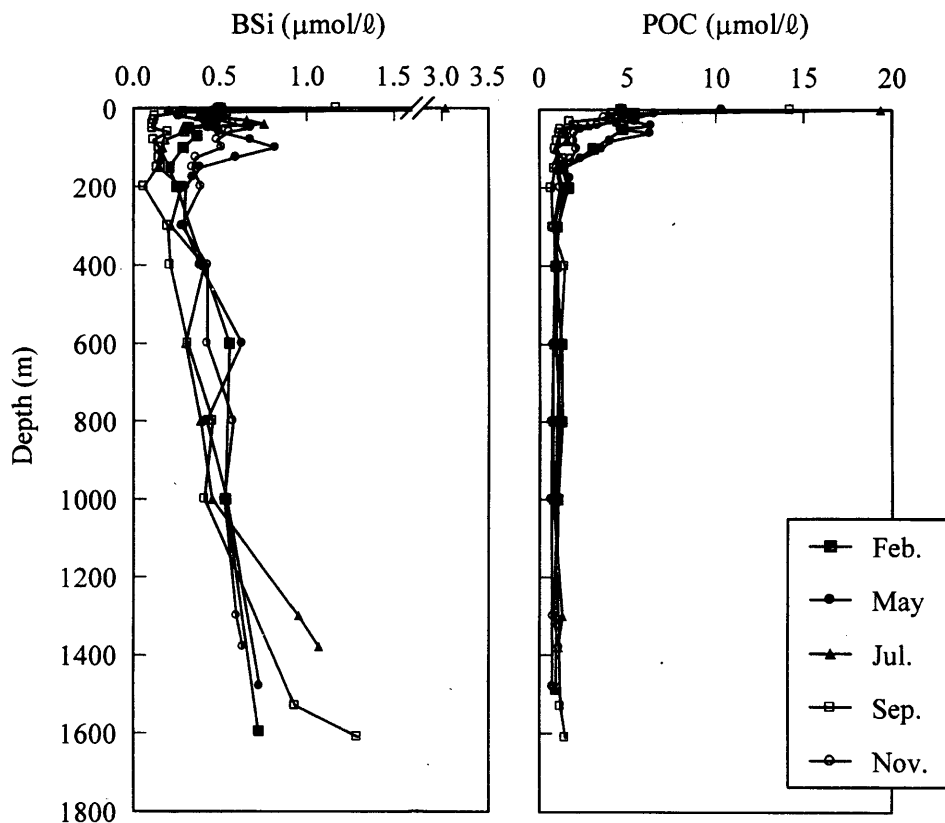


図2 駿河湾におけるBSi, POC濃度の鉛直分布。

Fig.2 Vertical distribution of concentrations of BSi and POC in the Suruga Bay.

測定精度は、ろ過過程, 抽出過程, および測定誤差を全て含めて $\pm 3\%$ 程度であった。

POCは、 -30°C で保存しておいたフィルターサンプルについて、塩酸燻蒸を行うことによって無機炭素を除去したのち、SUMIGRAPH NC-90A (住化分析センター社製)を用いて高温燃焼法によって測定した。

Chl. aは、蛍光光度計 RF-5300PC (島津製作所製)を用いてDMF抽出による蛍光法 (Suzuki & Ishimaru, 1990)によって分析した。

結果

生物起源珪素と粒子状有機炭素の鉛直分布

図2に、2002年2月から11月までの駿河湾のSt. 2におけるBSi, POC濃度の鉛直分布を示した。また図3に密度の指標であるSigma- θ , 植物プランクトンの生物量の指標となるChl. aおよびBSi, POC濃度の鉛直分布を上部200mまでについて示した。全体的な傾向として、BSiにはいくつかのピークが見られ、200~300mで最小となり、それ以深で増減を示しながら増加する傾向にあった(図2)。BSiは0mで $3.04 \mu\text{mol/l}$ (7月), $1.17 \mu\text{mol/l}$ (9月)と非常に高い値を示したが、200m以浅では $0.06\sim 0.82 \mu\text{mol/l}$ の範囲で変動した(図3)。1000m以深では、特に7月と9月に深度に伴うBSiの増加が顕著であった(図2)。

POCは0mで $4.7\sim 19.3 \mu\text{mol/l}$, それ以深では $0.7\sim 6.5 \mu\text{mol/l}$ の範囲で分布した(図2, 図3)。POCは深度とともに減少し、水深200m付近で全ての観測時期でほぼ $1.0 \mu\text{mol/l}$ となり、深層までほぼ一定の値を示した(図2)。

BSiを水深200mまでに注目すると、5月に亜表層において高濃度であり、また7月に0mで濃度が高く、さらに30~40mに極大を有した点で、Chl. aの傾向と似ていた。また、亜表層において5月に濃度が高く、7, 9月に低い傾向はBSi, POC, Chl. aにおいて共通に見られた。

Sigma- θ は、2月に0mから水深約200mまでほぼ一定であり、海水の鉛直混合が盛んであったと考えられる(図3)。5月にはSigma- θ は水深130m付近まで緩やかに増加し、成層構造が見られた。7, 9月には成層構造が顕著であったが、11月は水深約50mまで混合層となり、50~70mが密度躍層となっていた。5, 7, 11月に見られたBSiの極大は、Sigma- θ の鉛直分布から判断すると密度躍層上に存在していた。

生物起源珪素の溶解実験における経時変化

7月に採水した20, 150, 800mの3層の海水を用いたBSiの溶解実験におけるBSiとPOC濃度の経時変化を図4に示した。また、表1に溶解実験におけるBSi, POCの初期濃度と35日間における減少量および減少率をまとめた。BSi濃度は、7月に採水した20mの海水の中では14日目までに $0.139 \mu\text{mol/l}$ (初期濃度の38%)減少し、さらにそれ以降も減少が見られ35日間では $0.222 \mu\text{mol/l}$ (初期濃度の60%)減少した(図4, 表1)。150mの海水中のBSiの初期濃度は20mよりも低く、35日間で $0.126 \mu\text{mol/l}$ (初期濃度の61%)減少した。3層のうち最も高い初期濃度を示した800mの海水の中ではほとんど変化は見られなかった。

POC濃度は、20mの海水の中では2日目までは比較的ゆっくりと減少したのち、2日目から3日目で急激に

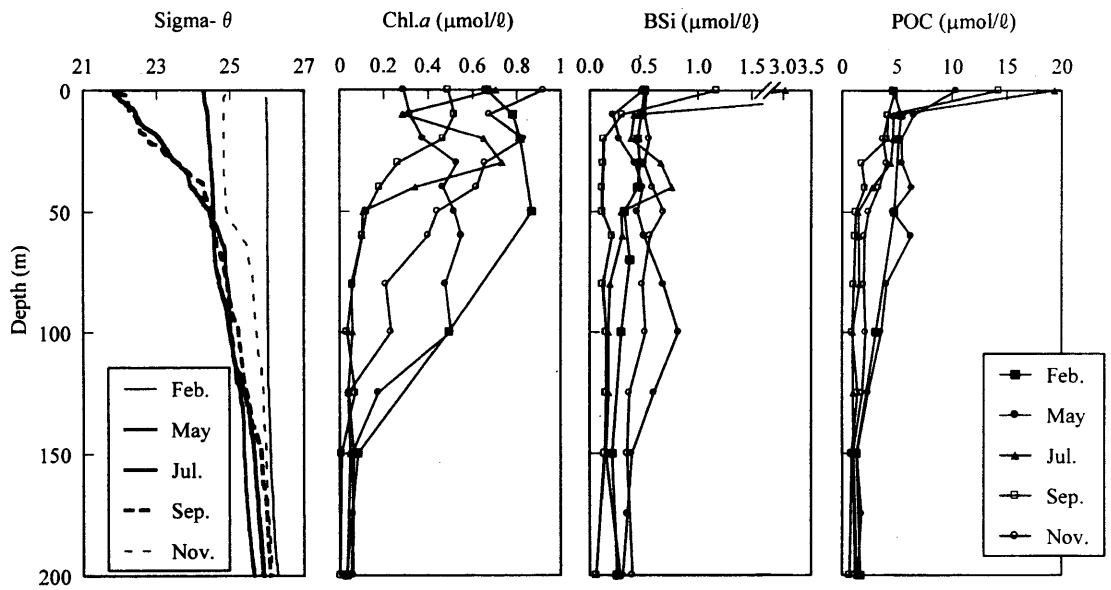


図3 駿河湾における水深0~200 mのSigma- θ , Chl. *a*, BSi, POC濃度の鉛直分布。
Fig.3 Vertical distribution of sigma- θ and concentrations of Chl. *a*, BSi and POC upper 200 m in the Suruga Bay.

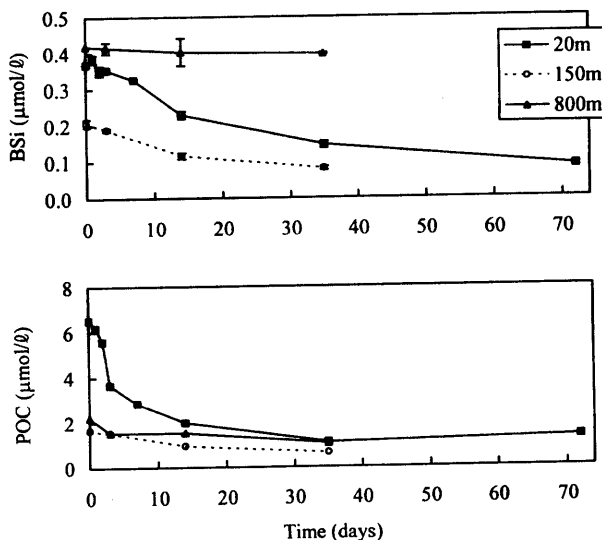


図4 駿河湾の20, 150, 800 mの海水を用いたBSiの溶解実験におけるBSi, POC濃度の経時変化(7月)。
Fig.4 Changes in concentrations of BSi and POC during the dissolution experiments using seawater taken at 20 m, 150 m and 800 m in the Suruga Bay in July. Error bar means standard deviation as for triplicated samples.

減少し、14日目までに4.56 $\mu\text{mol/l}$ (初期濃度の70%)が減少した(図4)。減少率をBSiとPOCについて14日目までで比較すると、POCの減少率(70%)は、BSi(38%)より約1.8倍大きく、BSiよりPOCの方が比較的速く減少することが示された。POCは14日目以降減少が遅くなり、35日間での減少は5.4 $\mu\text{mol/l}$ と初期濃度の83%の減少となった(表1)。150 mの海水では、20 mと比べて初期濃度が低く、減少量は35日間では1.0 $\mu\text{mol/l}$ であり、初期濃度の62%が減少した。

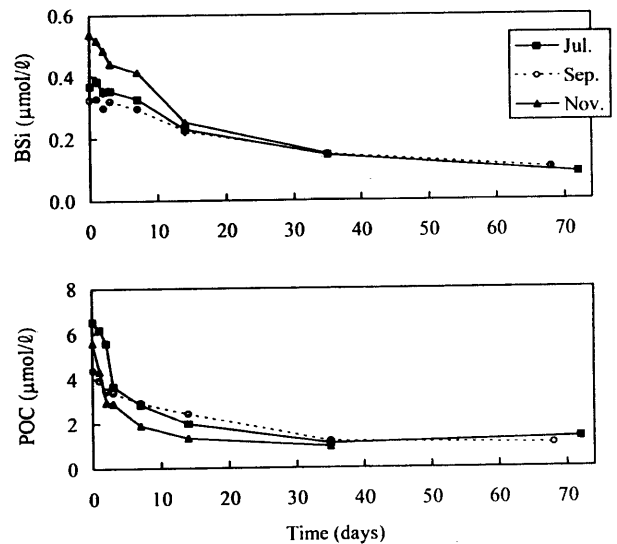


図5 駿河湾の20 mの海水を用いたBSiの溶解実験におけるBSi, POC濃度の経時変化。
Fig.5 Changes in concentrations of BSi and POC during the dissolution experiments using seawater taken at 20 m in the Suruga Bay in July, September and November. Error bar means standard deviation as for triplicated samples.

800 mの海水中では時間によるPOCの有意な濃度変化は見られなかった(表1)。

深度ごとに35日間の減少量を比較すると、ほぼどの季節もBSi, POCのどちらについても20 mで最も大きく、次いで150 mが大きく、800 mで最小となり、深度が浅い層ほど減少量が大きいという傾向を示した(表1)。

植物プランクトンの種組成は実験開始時において珪藻が卓越しており、珪藻が占める割合は20 mの海水で

表 1 駿河湾の 20, 150, 800 m の海水を用いた BSi の溶解実験における BSi, POC の初期濃度と 35 日間における減少量および減少率.

Table 1 Initial concentration of BSi and POC, and their decrease and the ratio of decrease to initial concentration (%Decrease) during 35 days of the dissolution experiments using seawater taken at 20 m, 150 m and 800 m in the Suruga Bay.

Samples	BSi			POC			
	Initial ($\mu\text{mol}/\ell$)	Decrease ($\mu\text{mol}/\ell$)	%Decrease	Initial ($\mu\text{mol}/\ell$)	Decrease ($\mu\text{mol}/\ell$)	%Decrease	
Jul. 20 m	0.368	0.222	60	6.5	5.4	83	
	150 m	0.206	0.126	61	1.6	1.0	62
	800 m	0.419	0.022	5	2.2	1.2	53
Sep. 20 m	0.323	0.174	54	4.4	3.2	73	
	150 m	0.187	0.068	37	0.9	0.0	-2
	800 m	0.440	-0.003	-1	0.7	-0.6	-89
Nov. 20 m	0.538	0.389	72	5.6	4.6	83	
	150 m	0.330	0.215	65	1.1	0.4	36
	800 m	0.538	-0.063	-12	0.9	-0.4	-41

は 7 月は 92%, 9 月は 95% であった (羽田, 2003MS). また水深 150 m と 800 m の試水については 20 m と比較して植物プランクトンの個体数が少なく, 珪藻の生殻と空殻の和に対する空殻の割合は 20 m では 5~9%, 150 m では 38~76%, 800 m では 64~78% であり, 深度が深い層ほど全体に対する空殻の占める割合が大きかった (羽田, 2003MS).

図 5 に, 20 m の海水を用いた溶解実験における BSi と POC 濃度の経時変化を 7, 9, 11 月の実験について示した. 7, 9, 11 月の季節ごとに比較を行うと, BSi の初期濃度は, 3 層全てにおいて 11 月で最も高かった (図 5, 表 1). 一方, POC の初期濃度は 20 m の海水では 7 月に最大であった.

考 察

生物起源珪素の鉛直分布

本研究において観測された駿河湾における BSi 濃度は, 水深 200 m 以浅では 0.06~0.82 $\mu\text{mol}/\ell$ の範囲で変動した. 北太平洋中央部での観測結果 (Brzezinski *et al.*, 1998) では, 水深 200 m 以浅の BSi 濃度は 0.05 $\mu\text{mol}/\ell$ 以下であり, 駿河湾の方が高い値であった. しかし, 同海域におけるブルーム時の BSi の最大値 0.25 $\mu\text{mol}/\ell$ と比較的近い値となった.

1000 m 以深では, 特に 7 月と 9 月に深度に伴う BSi の増加が顕著であった. これは海底堆積物中に蓄積していた BSi が 1000 m 付近まで巻き上がっていることに起因していると考えられる. 実際, 南大洋での観測結果 (Nelson & Gordon, 1982) においてもこのような巻き上がりの影響が見られている.

生物起源珪素の溶解速度定数

表 2 に, 本研究で得られた, 20 m の海水を用いた BSi の溶解実験における BSi の溶解速度定数と POC の分解速度定数を示した. 速度定数は, BSi の溶解または POC の分解を一次反応と仮定し, 実験期間と BSi または POC 濃度の関係を式 1 で回帰して求めた.

$$C_t = C_0 e^{-kt} \quad \text{(式 1)}$$

ここで C_t は実験期間 t における濃度, C_0 は初期濃度, k は速度定数である.

また, 表 3 に, BSi の溶解速度定数に関する報告値を示した. BSi の溶解速度定数は, 20 m では 0.035 day^{-1} (7 月), 0.026 day^{-1} (9 月), 0.052 day^{-1} (11 月) であり, この値は, Bidle *et al.* (2002) の -1.8°C で行った実験 (0.003~0.006 day^{-1}) より大きく, 本研究 (20 $^\circ\text{C}$) と比較的水温の近い 17 $^\circ\text{C}$ で行った実験 (0.023~0.036 day^{-1}) とは同じオーダーである. また Kamatani & Riley (1979) (0.36~2.6 day^{-1}) と比較すると小さい値であった.

生物起源珪素の溶解に関わる要因

溶解実験期間の前半 14 日目までとそれ以降の BSi の溶解速度定数を表 2 に示した. 前半の溶解速度定数はそれぞれ 0.035 day^{-1} (7 月), 0.026 day^{-1} (9 月), 0.052 day^{-1} (11 月) と明らかに異なっている. Bidle *et al.* (2002) は, バクテリアの細胞外酵素活性は水温に依存するため, BSi の溶解は水温に影響されるとしているが, 水温が同じであるのに溶解速度が異なるということは, 前半は水温以外の別の要因が大きく影響しているためと考えられる. BSi の溶解速度定数と POC の分解速度定数を比較すると, BSi の溶解速度定数が最も大きかった 11 月に, POC の分解速度定数も最も大きい. また逆に, BSi の溶解速度定数が最も小さかった 9 月に POC の分解速度定数も最も小さい. このように BSi の溶解速度定数は POC の分解速度定数と同じ傾向を示した. このことから BSi と POC の減少は連動して起こっていることが示唆された. この結果は, 天然海水中においても, Bidle & Azam (1999) で示されたように, バクテリアによる有機基質の分解が, BSi の溶解を促進する要因の一つであることを示唆している.

Brzezinski (1985) は, 珪藻の種によって Si : C 比が異なることを報告している. これは種によって殻と有機基質の割合が異なるということを示している. また種によってその珪藻の体を構成する有機物の分解されやすさなどの性質の違いがあると考えられる. よってこれらのことから, 珪藻の種が異なれば, 有機基質

表2 駿河湾の20 mの海水を用いたBSiの溶解実験におけるBSiの溶解速度定数 (day⁻¹) とPOCの分解速度定数 (day⁻¹).^a
 Table 2 Rates constants (day⁻¹) of BSi dissolution and POC degradation estimated in the dissolution experiments using seawater taken at 20 m in the Suruga Bay.^a

Samples	0-14 days		After 14 days		
	BSi	POC	Period (days)	BSi	POC
Jul.	0.035 ^{***b}	0.087 ^{**}	14-72	0.016	0.005
Sep.	0.026 ^{**}	0.038 ^{**}	14-68	0.014	0.015
Nov.	0.052 ^{***}	0.094 ^{**}	- ^c	-	-

^a Rate constant was calculated as k after fitting of the data to the equation of $C_t = C_0 e^{-kt}$, where C_t is the concentration of BSi or POC at time t , and C_0 is the initial concentration [$n=6$ (0-14 days) and 3 (after 14 days)].

^b Test of the null hypothesis: $k=0$. *: $P<0.05$, **: $P<0.01$, ***: $P<0.001$

^c -: not determined.

表3 BSiの溶解速度定数に関する報告値.

Table 3 Dissolution rate constant of BSi in the previous literature.

BSi samples	Temp. (°C)	Period	Dissolution rate constant (day ⁻¹)	Reference
<i>Thalassiosira weissflogii</i>	-1.8	0-7.5 days	0.003 - 0.006	Bidle <i>et al.</i> (2002)
	17	0-7.5 days	0.023 - 0.036	
Acid-treated frustules of <i>Thalassiosira decipiens</i>	4.2	0-4 days	0.36	Kamatani & Riley (1979)
	11.0	0-4 days	0.94	
	22.7	0-3 days	2.6	
Seawater (20m) in the Suruga Bay	20	0-14 days	0.035 - 0.052	This study
		after 14 days	0.014 - 0.016	

の分解にともなうBSiの溶解されやすさも異なってくると考えられる。また種によって殻の形状(表面積, 厚さ)やサイズが異なり, さらに殻の密度も異なると考えられるため, BSiの溶解のもう一つの要因として珪藻の種組成が影響してくる可能性が考えられる。実際7月と9月では水深20 mにおいて珪藻の種組成には違いが見られており(羽田, 2003MS), このことがPOCの分解, さらにBSiの溶解の季節的な違いの要因となっている可能性がある。

BSiの溶解に関わる要因として, 他にもBSiの初期濃度や環境水中の珪酸濃度, 従属栄養生物による捕食, バクテリアの種組成, バクテリアの細胞外酵素活性が考えられるが, 本研究では, 天然海水中において, 有機基質の分解の点について確認できた。

溶解実験期間の前半はBSiの溶解には有機基質の分解が影響していると示唆された一方で, 後半, 特に35日目以降は, BSiはゆっくりと減少し続けているがPOCの方は有意な減少が見られなかった(図5)。POCの減少が見られなかったことから, この期間においてバクテリアによる珪藻の有機基質の分解は少なかったことが考えられる。ここから, 35日目以降のBSiの溶解は生物学的なプロセスが少なく, 圧力や水温などの物理, 化学的なプロセスが卓越している可能性があると考えられる。

生物起源珪素の溶解のうち, 生物学的な要因の寄与

ここまでの考察からBSiの溶解には, 溶解実験前半は生物学的なプロセスが大きく影響し, 後半は物理, 化学的なプロセスが卓越していることが示唆された。そ

こで, BSiの35日目以降の溶解を物理, 化学的な要因によるものと仮定し, 35日目以降のデータを式1に回帰して C_0 を求め, この値を物理, 化学的な過程による溶解量とした。

全溶解量から物理, 化学的な過程による溶解量を引いたものを生物学的な要因による溶解量と考え, これをもとに算出した結果, 約70日間における全溶解量のうち, 生物学的な要因による溶解量は, 35日目以降未定量である11月の実験を除くと, 7月は47%, 9月は46%と大きく占めていた。このことから, BSiの溶解全体に対して, 生物学的な要因による溶解は大きく寄与している可能性が示唆された。

まとめ

駿河湾において, BSi濃度は水深200 m以浅では主に0.06~0.82 $\mu\text{mol}/\ell$ の範囲で季節的に変動していた。分布にはいくつかのピークが見られ, 200~300 mで最小となり, それ以深では深度とともに増加する傾向であった。

天然海水をそのまま用いたBSiの溶解実験を深度ごと, 季節ごとに行った結果, 天然海水中でBSiはPOCと比べ比較的ゆっくりと減少し, また深度が浅い層の海水中ほど減少量が大きいという傾向を示した。さらにBSiの減少パターンは季節によって異なることが分かった。20 mの海水中におけるBSiの溶解速度定数は実験開始後14日目まででは0.026~0.052 day⁻¹であった。

同一水温下で行った3回の実験において、BSiの溶解速度定数がPOCの分解速度定数と同じ傾向を示したことから、BSiとPOCの減少は連動して起こっていることが示唆され、Bidle & Azam (1999) で示されたように、バクテリアによる有機基質の分解がBSiの溶解を促進する要因の一つであるということが、天然海水中においても示された。

さらに、20 mの海水中において、BSiの約70日間の溶解量のうち生物的な要因による溶解量の割合を算出した結果、46~47%と大きく占めていたことから、BSiの溶解全体に対して、生物的な要因による溶解は大きく寄与している可能性が示唆された。

謝 辞

静岡県水産試験場の五十嵐保正氏、花井孝之氏、萩原快次氏、そして駿河丸の船員の方々には、観測の際に多大なる御協力をいただきました。宗林留美博士には本論文をまとめるにあたり多大なる御助言をいただきました。また本研究を進める上で、研究室の岩田樹哉氏、篠村理子氏、名取雄太氏、日野守氏には多岐にわたって御助言をいただきました。心よりお礼申し上げます。

引用文献

- Bidle K. D. & Azam F. (1999), Accelerated dissolution of diatom silica by marine bacterial assemblages. *Nature*, **397**, 508-512.
- Bidle K. D. & Azam F. (2001), Bacterial control of silicon regeneration from diatom detritus: Significance of bacterial ectohydrolases and species identity. *Limnology and Oceanography*, **46**, 1606-1623.
- Bidle K. D., Manganelli M. & Azam F. (2002), Regulation of oceanic silicon and carbon preservation by temperature control on bacteria. *Science*, **298**, 1980-1984.
- Brzezinski M. A. (1985), The Si:C:N ratio of marine diatoms: interspecific variability and the effect of some environmental variables. *Journal of Phycology*, **21**, 347-357.
- Brzezinski M. A., Villareal T. A. & Lipschultz F. (1998), Silica production and the contribution of diatoms to new and primary production in the central North Pacific. *Marine Ecology Progress Series*, **167**, 89-104.
- 羽田 彩 (2003MS), 駿河湾における生物起源珪素の分布と溶解過程. 静岡大学理学部, 卒業論文, 67p.
- Jacobson D. M. & Anderson D. M. (1986), Thecate heterotrophic dinoflagellates: feeding behavior and mechanism. *Journal of Phycology*, **22**, 249-258.
- 鎌谷明善 (1976), 海洋における珪素の循環. 海洋科学別冊, **6**, 162-167.
- Kamatani A. (1982), Dissolution rates of silica from diatoms decomposing at various temperatures. *Marine Biology*, **68**, 91-96.
- Kamatani A. & Riley J. P. (1979), Rate of dissolution of diatom silica walls in seawater. *Marine Biology*, **55**, 29-35.
- Kamatani A., Riley J. P. & Skirrow G. (1980), The dissolution of opaline silica of diatom tests in sea water. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **36**, 201-208.
- Lalli C. M. & Parsons T. R. (1996), 長沼 毅訳, 生物海洋学入門. 講談社, 東京, 220p.
- Nelson D. M. & Gordon L. I. (1982), Production and pelagic dissolution of biogenic silica in the Southern Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 491-501.
- Nelson D. M., Treguer P., Brzezinski M. A., Leynart A. & Queguiner B. (1995), Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: Revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycle*, **9**, 359-372.
- Paasche E. (1973), Silicon and the ecology of marine plankton diatoms. I. *Thalassiosira pseudonana* (Cyclotella nana) grown in a chemostat with silicate as limiting nutrient. *Marine Biology*, **19**, 117-126.
- Spencer C. P. (1983), Marine biogeochemistry of silicon. In: Aston S. R. (ed.) *Silicon Geochemistry and Biogeochemistry*, Academic Press, London, 101-141.
- Suzuki R. & Ishimaru T. (1990), An improved method for the determination of phytoplankton chlorophyll using N, N-dimethylformamide. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **46**, 190-194.
- 鈴木 款 (1997), 海洋生物と炭素循環. 東京大学出版会, 東京, 193p.
- Treguer P., Kamatani A., Gueneley S. & Queguiner B. (1989), Kinetics of dissolution of Antarctic diatom frustules and the biogeochemical cycle of silicon in the Southern Ocean. *Polar Biology*, **9**, 397-403.
- Treguer P., Nelson D. M., Van Bennekom A. J., DeMaster D. J., Leynart A. & Queguiner B. (1995), The silica balance in the world ocean: A reestimate. *Science*, **268**, 375-379.
- 角皆静男・乗木新一郎 (1983), 海洋化学—化学で海を解く. 産業図書, 東京, 286p.
- Van Cappellen P. & Qiu L. (1997), Biogenic silica dissolution in sediments of the Southern Ocean. II. Kinetics. *Deep-Sea Research II*, **44**, 1129-1150.